強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性 HIGH-FREQUENCY WAVE GENERATION OF THE INTERMEDIATE-DEPTH EARTHQUAKES IN AND AROUND TOHOKU DISTRICT FROM STRONG MOTION RECORDS

池田 孝*, 武村雅之**, 加藤研一***

Takashi IKEDA, Masayuki TAKEMURA and Kenichi KATO

Acceleration source spectra of the intermediate-depth earthquakes in and around Tohoku district are estimated. And then, stress parameter $\Delta\sigma$ is estimated from the constant level higher than corner frequency of the acceleration source spectra. It is concluded that (1) average $\Delta\sigma$ of down dip extension and down dip compression type earthquakes are 26MPa and 22MPa respectively; (2) average $\Delta\sigma$ of the intra-slab earthquakes in and around Tohoku district ($M_0 < 1 \times 10^{19}$ Nm) is 24MPa and nearly equal to 25MPa obtained from earthquakes in Hokkaido; (3) $\Delta\sigma$ of the large intra-slab earthquakes is higher than that of small earthquakes; (4) $\Delta\sigma$ of small intra-slab earthquakes ($M_0 < 5 \times 10^{17}$ Nm) shows focal depth dependency, but $\Delta\sigma$ of large earthquakes ($M_0 > 5 \times 10^{17}$ Nm) is independent to their focal depth.

Keywords : strong motion, intermediate-depth earthquake, high-frequency, source spectrum

強震記録, やや深発地震, 高振動数, 震源スペクトル

1. はじめに

構造物の設計用入力地震動の策定や地震防災を目的とした震度分布などを評価するための震源特性は、地殻内浅発地震やプレート境界地震については数多くの既往研究により資料が蓄えられ、構造物の設計や国、自治体の防災対策に活用され始めている。一方、やや深発地震については、1993年釧路沖地震以降から注目され始めたため、その強震動特性に関する研究例が少なく、これを考慮した設計や防災対策等は十分に行われていないと考えられる。しかし、釧路沖地震のように規模の大きいやや深発地震が発生した場合には大きな被害を受ける可能性があり、その強震動特性を検討することは重要であると考えられる。やや深発地震による被害は北海道では比較的多く見られるが^{1,2}、本論文で対象とする東北地方周辺では、1987年岩手県北部の地震で小被害が生じた³以外はあまり見られない。しかし、後述するように東北地方のやや深発地震の発生メカニズムが北海道と類似していることを考慮すると、東北地方でも釧路沖地震のような被害地震が発生する可能性は否定できず、東北地方においても強震動特性の観点からやや深発地震の震源特性を検討することは重要であると考えられる。なお、厳密な定義はないが、「やや深発地震」は震源深さ約60~300km⁴や約70~300km⁴の地震を指す。

これまで明らかにされてきたやや深発地震の強震動の特徴として、プレート境界地震や地殻内浅発地震と比較して高振動数成分を強く励起する

ことが挙げられる。武村⁵は、釧路沖地震、1981.1.23地震(深さ130km)および1987.1.14地震(深さ119km)の最大加速度をプレート境界地震の距離減衰式と比較し、これらの地震の最大加速度が同規模のプレート境界地震の約2倍であることを示している。加藤・他⁶は、北海道、東北および関東地域のやや深発地震の最大加速度について検討し、やや深発地震の最大加速度が浅発地震の1.6倍であること、北海道と関東地方のやや深発地震は東北地方と比較して加速度の励起が強いことを指摘している。以上は最大加速度に基づいた検討である。一方、加藤・他⁷は、スペクトルインバージョン法を用いて、震源スペクトルの観点から関東周辺で発生したやや深発地震の高振動数成分について検討し、関東直下のやや深発地震は、福島県沖のプレート境界地震や南関東の浅発地震と比較してストレスドロップが有意に大きいことを示している。池田・他⁸は、北海道周辺の震源深さ50km以深で発生した地震の高振動数成分の励起特性を検討し、スラブ内地震のストレスドロップがプレート境界地震と比較して有意に大きいこと、スラブ内地震の中でも大地震の方が中小地震より大きいことを示している。やや深発地震の高振動数成分の励起特性を詳細に検討するには、このような震源スペクトルに基づいた検討が望まれる。

本論文は、東北地方の M_j 5.1以上のやや深発地震に対する強震記録を可能な限り収集し、それらに基づいて池田・他⁸と同様の考え方により震源スペクトルを評価して、高振動数成分の励起特性を定量的に検討することを

* 鹿島小堀研究室 修士(工学)
** 鹿島小堀研究室 理博
*** 鹿島小堀研究室 博士(工学)

Kobori Research Complex, Kajima Corp., M. Eng.
Kobori Research Complex, Kajima Corp., Dr. Sci.
Kobori Research Complex, Kajima Corp., Dr. Eng.

目的とする。また、池田・他⁹⁾による北海道のやや深発地震と比較し、震源特性の地域性についても検討する。検討を行う際には、単に震源深さの定義のみに基づいて浅発地震からやや深発地震を分類するのではなく、地震発生メカニズムに着目して分類した。従って以後の章では、深さで定義される「やや深発地震」ではなく、「スラブ内地震」や「プレート境界地震」などの表現を用いることとする。

2. 解析対象の地震とデータセット

本検討では、北緯約 37~41 度、東経約 141~143 度の深さ約 50km 以深で発生した計 21 地震を解析対象として選定した。震源深さを前述の文献^{3,9)}の定義よりも浅く設定しているが、これは後述するように本検討では地震発生メカニズムに着目して地震を分類しており、スラブ内地震の他にプレート境界地震も検討対象として含み相互に比較するため、および 60km 以浅にもスラブ内地震と判断される地震があり、これらも検討対象に含めるためである。地震の諸元を Table 1 に示す。

東北地方と北海道周辺で発生するやや深発地震の共通の特徴として、震源深さが二重に分布していることが既往の研究で明らかとなっている^{9,10)}。また、二重深発地震面の上面では地震を発生させる応力場の圧縮軸(P 軸)がプレートのもぐり込み方向を向く down dip compression 型(以下、DC 型と呼称する)のメカニズムが、下面では張力軸(T 軸)がプレートのもぐり込み方向を向く down dip extension 型(以下、DE 型と呼称する)のメカニズムが卓越している¹¹⁾。

Table 1 Source parameters of analyzed events

	Date	Lat.	Lon.	D	M_J	M_0^*	M_{HF}	$\Delta\sigma$	Type	No
	y m d	(deg.)	(deg.)	(km)		(Nm)	(Nm/s ²)	(MPa)	**	***
a	77 6 8	38.47	141.67	70	5.8	5.9E+17	1.2E+19	20.0	O	2
b	78 2 20	38.75	142.20	50	6.7	7.0E+18	4.2E+19	39.1	DC	4
c	81 12 2	40.88	142.60	60	6.2	3.3E+18	6.5E+18	3.4	O	1
d	82 8 23	37.72	141.53	80	5.3	6.8E+16	5.2E+18	16.9	DE	6
e	85 7 29	37.31	140.69	90	5.5	1.2E+17	1.6E+19	69.1	DC	2
f	87 1 9	39.83	141.78	72	6.6	8.8E+18	3.0E+19	21.0	DC	6
g	87 5 12	38.86	142.14	50	5.7	6.5E+17	6.2E+18	7.2	Sub	3
h	89 2 4	37.31	141.32	61	5.4	6.1E+16	4.5E+18	14.3	DC	1
i	92 4 13	39.12	142.40	51	5.1	6.0E+16	3.1E+18	8.3	DC	7
j	93 5 6	39.13	141.79	106	5.6	1.4E+17	8.5E+18	24.4	DE	6
k	93 11 27	38.58	141.34	112	5.9	5.2E+17	1.9E+19	43.2	O	12
l	93 12 17	39.19	142.27	62	5.3	1.3E+17	3.6E+18	7.2	DE	6
m	94 7 31	40.87	142.76	64	5.4	5.8E+16	1.7E+18	3.4	O	3
n	94 12 30	40.73	142.18	53	5.6	2.0E+17	3.0E+18	4.5	Sub	4
o	96 4 23	39.21	141.50	76	5.2	1.1E+17	6.2E+18	17.2	DC	6
p	97 2 20	37.39	141.16	88	5.3	2.1E+17	1.0E+19	26.7	DE	6
q	97 5 12	37.06	141.25	54	5.5	9.0E+17	6.4E+18	6.4	O	5
r	97 12 7	37.72	141.75	84	5.2	1.2E+17	1.3E+19	50.9	DE	4
s	98 4 9	36.94	141.02	95	5.4	2.2E+17	1.1E+19	30.9	DE	6
t	98 11 24	38.01	141.55	83	5.1	8.4E+16	9.5E+18	38.0	DE	4
u	01 12 2	39.40	141.27	122	6.4	5.5E+18	4.5E+19	48.4	DE	12

Note: * Seismic moment estimated by Harvard Univ.

** DE:down dip extension, DC:down dip compression,

Sub:subduction, O:other

*** Number of station for each event

Fig.1 Epicenters of analyzed events and observation stations
(Focal mechanism: Equal area projection on the lower hemisphere,
Each mark of event and station corresponds to Table.1 and Table.2)

これらを考慮し、震源メカニズムおよび震源位置ともぐり込むプレート(スラブ)の深さ¹²⁾の関係に基づいて、解析対象とした21地震をDC型地震、DE型地震、ヒンジ型地震(以下、Hin型地震と呼称する)およびプレート境界地震(以下、Sub型地震と呼称する)に分類した⁹⁾。分類の結果、DE型は8地震、DC型は6地震、Sub型は2地震となり、Hin型と判断される地震は含まれていなかった。これらの分類にあてはまらない5地震は、「その他の地震」として以降の検討に用いた。判定した各地震の分類をTable 1に併記する。

選定した地震の震央位置を、上記の分類ごとにFig.1に示す。(a)はDE型地震、(b)はDC型地震および(c)はSub型地震とその他の地震を示す。図中、丸印が震央位置と震源メカニズムを示し、(a)には二重深発地震面の下面の深さを、(b)には二重深発地震面の上面の深さを点線で示している¹²⁾。

気象庁マグニチュード M_J と震源深さ D の関係をFig.2に示す。DE型地震は M_J 5.1~6.4、 $D=62\sim122$ km、DC型地震は M_J 5.1~6.7、 $D=50\sim90$ km、Sub型地震は M_J 5.6~5.7、 $D=50\sim53$ km、その他の地震は M_J 5.4~6.2、 $D=54\sim112$ kmの範囲にある。

気象庁87型(以下、JMAと呼称する)、港湾技術研究所(現 港湾空港技術研究所、以下、PHRIと呼称する)、KiK-net、電力中央研究所(以下、CRIEPIと呼称する)、および電力共同研究(以下、EPCと呼称する)の5機関による観測記録を収集した。後述するように、観測記録から震源スペクトルを評価する際には、伝播経路の影響を除去する必要がある。東北地方の火山フロントより西側直下には、地震動振幅を著しく減衰させるlow-Qゾーン^{13,14)}が存在するため、これを避けるために火山フロントより太平洋側の観測点の記録のみを用いる。また、KiK-netの観測点については、「震源距離300km以内で、岩盤が浅いS波速度¹⁵⁾から推定される表層の卓越振動数が約10Hz以上の地点のみを用いることとした。観測点の諸元をTable 2に示し、観測点位置をFig.1(c)に▲または△で併記する。▲は後述する震源スペクトルの高振動数レベル M_{HF} の評価のみに使用する観測点を、△はQ値の評価にも使用する観測点を示す。観測点数および水平2成分を互いに独立とした観測記録の成分数は、JMAが5地点、60成分、PHRIが8地点、84成分、KiK-netが7地点、14成分、CRIEPIが4地点、48成分、EPCが1地点、4成分であり、計25地点、210成分を検討に用いた。

3. 評価手法

震源スペクトル $M(f)$ の評価は、池田・他⁹⁾と同様の考え方に従って行った。 $M(f)$ の評価手順を以下に示す。

$M(f)$ は、(1)式の関係を用いて観測記録のフーリエスペクトル $U_0(f)$ から評価した。

Fig.2 JMA magnitudes (M_J) versus focal depth of the analyzed events

$$U_0(f) = H_I(f)H_g(f) \frac{R_{\theta\phi}M(f)}{4\pi\rho V_s^3 X} \exp\left(-\frac{\pi f X}{Q_s V_s}\right) \quad (1)$$

ここで、 f は振動数を、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターンを、 ρ は媒質の密度を、 V_s は媒質のS波速度を、 X は震源距離を、 Q_s はS波のQ値を、 $H_I(f)$ は計器特性を、 $H_g(f)$ はサイト特性を各々示す。

ρ および V_s は各々 3.2g/cm^3 、 4.5km/s とした^{16,17)}。 $R_{\theta\phi}$ は0.44とした⁹⁾。 $H_I(f)$ は、PHRIのSMAC-B2型強震計による記録のみSugito¹⁸⁾の方法に従って補正した。本検討で対象とする振動数範囲は1~10Hzであり、他の強震計^{15,19,20,21)}に関しては振幅特性がこの振動数範囲でほぼ一定であるため、計器補正を行わなかった。 $H_g(f)$ はサイト特性を表し、詳細は後述する。

観測記録のフーリエスペクトルの計算は、目視により判読したS波立ち上がり以降を対象とし、断層での破壊時間の2倍程度を目安として、 $M_J \geq 6.0$ の地震は $T=20\text{s}$ 、 $M_J < 6.0$ の地震は $T=7\text{s}$ のウィンドウ長さについて行った⁷⁾。ただし、PHRIの釜石-Mと仙台-Mの一部の記録については、記録開始から振幅が大きくS波の立ち上がりを読み取ることができなかったため、記録開始を仮にS波立ち上がり時間とした。検討の結果、他の観測点の記録と比較して有意な違いが見られなかったことから、これらの記録も最終結果に反映させている。

観測記録の加速度波形とフーリエスペクトルの計算範囲の例として、1987.1.9地震の浪江(CRIEPI)における記録をFig.3に示す。図中、時間軸に平行な直線が計算対象範囲である。Fig.3に示した波形から計算した加速度フーリエスペクトルをFig.4に示す。

Table 2 Observation stations

Station Name	Lat. (deg.)	Lon. (deg.)	No. *	V_s ** (km/s)	Q_s ***	M_{HF} ****
(JMA)						
1 Morioka	39.70	141.17	7	—	—	○
2 Ofunato	39.06	141.72	7	—	—	○
3 Ishinomaki	38.43	141.30	7	—	—	○
4 Sendai	38.26	140.90	4	—	—	○
5 Onahama	36.95	140.91	5	—	—	○
(PHRI)						
6 Hachinohe-S	40.56	141.49	3	—	—	○
7 Miyako-S,G	39.64	141.97	7	—	—	○
8 Kamaishi-M,G	39.27	141.91	8	—	—	○
9 Ofunato-bochi-S,G	39.01	141.73	6	—	—	○
10 Shiogama-kojyo-S	38.32	141.05	4	—	—	○
11 Sendai-M,G	38.28	141.03	5	—	—	○
12 Soma-S,G	37.83	140.96	8	—	—	○
13 Onahama-S	36.95	140.90	2	—	—	○
(KiK-net)						
14 FKSH17	37.66	140.60	1	1.10	○	—
15 IWTH03	39.80	141.66	1	1.40	—	○
16 IWTH09	40.08	141.72	1	1.80	—	○
17 IWTH14	39.74	141.91	1	1.24	—	○
18 IWTH17	39.64	141.60	1	1.50	—	○
19 IWTH22	39.33	141.31	1	1.10	○	—
20 IWTH23	39.27	141.83	1	1.71	—	○
(CRIEPI)						
21 Namie	37.50	141.03	9	0.61	○	○
22 Mihodo	37.47	140.87	6	>2.0	○	○
23 Kidogawa	37.28	140.95	6	>2.0	○	○
24 Kumakura	37.09	140.66	3	—	○	○
(EPC)						
25 Iwaki	37.08	140.88	2	0.84	○	○

Note. *Number of observed events, **S-wave velocity of rock, ***Used for estimating Q_s , ****Used for estimating M_{HF}

4. 伝播経路の影響の補正

(1)式における Q_s の評価は、池田・他⁹⁾と同様の考え方により、各地震の加速度震源スペクトルの包絡形が高振動数域で一定の ω^{-2} モデル²⁰⁾であると仮定し、観測記録の加速度フーリエスペクトル振幅に見られる高振動数域の低減が全て Q_s の影響によっており、その傾きが(1)式の $\exp(-\pi f X / Q_s V_s)$ に対応すると仮定して、最小自乗法による回帰計算により行った。なお、 Q_s は f に依存しないと仮定した⁹⁾。

Q_s の評価には、地震計が岩盤上に設置されていることが文献により明示されており、加速度フーリエスペクトルの高振動数域にサイト特性の影響と考えられる顕著な起伏が見られない観測点の記録を用いることとした。これらの条件に適合する観測点として、CRIEPI²¹⁾の浪江、三程、木戸川、熊倉、EPC²²⁾のいわき、KiK-net¹⁹⁾のFKSH17、IWITH17の7点を選定した。

Fig.3 Example of observed records
(Jan. 9, 1987 ($M_f 6.6$), Namie (CRIEPI, NS))
(Horizontal bar : the analyzed portion determined by considering the duration time of the faulting)

Fig.4 Example of acceleration Fourier spectra of observed records
(Jan. 9, 1987 ($M_f 6.6$), Namie (CRIEPI, NS))

Fig.5 Q_s -values as a function of hypocentral distance

これらの観測点位置は Fig.1(c) に Δ で示している。

Fig.4 に示した加速度フーリエスペクトルから求められる高振動数域の傾きを同図に併記する。図中の太実線が、評価対象とした振動数範囲と Q_s による高振動数域の傾きを示す。ただし、直線の絶対値は記録と重ならないように調整している。

各観測記録から求められた Q_s を Fig.5 に示す。池田・他⁹⁾は、同様の方法により北海道の Q_s を評価し、 Q_s が震源距離 X に依存して大きくなることを示している。Fig.5 より、ややばらつきはあるが北海道と同様に X に依存する傾向が見られるため、 Q_s の対数と X の対数に1次関数の相関があると仮定して、最小自乗法により回帰計算を行い、回帰式(2)式を得た。

$$\log Q_s = 0.581 \log X + 1.739 \quad (2)$$

(2)式を実線で、池田・他⁹⁾による北海道の回帰式を破線で Fig.5 に併記する。本検討による東北地方の Q_s の回帰式は、北海道と比較して X に対する依存が小さく、全体的に大きい値となっている。

以後の解析では対象とした全観測記録に対して(2)式を適用し、伝播経路の Q_s の影響を補正した。

5. サイト特性の影響の補正

堆積層上の観測記録から震源スペクトルを評価するためには表層の影響を除去する必要があるが、本検討では池田・他⁹⁾と同様に、高振動数域の振幅レベルとして定義した M_{HF} の規準点に対する比としてサイト特性を評価した。

震源における高振動数成分の励起特性を代表する値は、振動数範囲 $f=1 \sim 10\text{Hz}$ の加速度震源スペクトルをほぼ包絡するレベルとし、これを定量的に評価するために「平均値+1 σ 」を高振動数域の振幅レベル M_{HF} と定義する⁹⁾。サイト特性を含んだ振幅レベルは、サイト特性を含まない M_{HF} と区別するために M'_{HF} とする。

サイト特性の影響を含んでいると考えられる加速度震源スペクトルとその M'_{HF} の例として、1993.11.27 地震の相馬-S(PHRI)と木戸川(CRIEPI)の観測記録から評価した加速度震源スペクトルを各々 Fig.6(a), (b)の左図に示す。図中、太実線は M'_{HF} を示しており、各観測記録から評価した加速度震源スペクトルの卓越している振幅レベルとほぼ対応している。

表層の影響を除去するための規準点は、設置位置の S 波速度が明らかな観測点の中で最も多くの地震の記録が得られている CRIEPI の浪江とした。浪江は S 波速度が 0.61km/s の岩盤上に設置されている²³⁾。浪江の観測記録から評価した 1993.11.27 地震の加速度震源スペクトルと M_{HF} を Fig.6(c)の左図に示す。

Takemura et al.²³⁾は、福島県沖で発生した地震に対し、上述の相馬、木戸川および浪江を含む複数の観測点の記録を用いて 1~10Hz の振動数範囲でインバージョン解析を行い、それらの観測点の地盤増幅率を評価している。Takemura et al.²³⁾による相馬、木戸川および浪江の地盤増幅率を、浪江の最大値で基準化して各々 Fig.6 の右図に示す。図中、細線は Takemura et al.²³⁾による増幅率を、太線はその最大値を表す。Fig.6 の左図と右図の比較より、浪江を規準点とした場合の他の観測点間の相対関係はほぼ対応していることが確認される。

サイト特性を評価する際の規準点は、できるだけ V_s が大きく全振動数に対して一定であることが望ましい。しかし、上述のように本検討ではデータセットの制限から浪江を規準点としており、これにより求められる M_{HF} には浪江の影響が含まれていると考えられる。そこで、浪江と震源位

置のインピーダンスの違いを考慮し、(3)式^{例えは 24)}により震源位置相当のレベルに補正する。

$$M_{HF_s} = M_{HF_g} \sqrt{\frac{\rho_g V_{s_g}}{\rho_s V_{s_s}}} \quad (3)$$

ここで、 M_{HF_s} と M_{HF_g} は各々震源位置とサイトでの M_{HF} を、 ρ_s と ρ_g は各々震源位置とサイトの密度を、 V_{s_s} と V_{s_g} は各々震源位置とサイトのS波速度を示している。

ただし、 V_s の差と比較して ρ の差は小さいと予測されることから、ここでは(3)式の V_s のみを $V_{s_s}=4.5\text{km/s}$ 、 $V_{s_g}=0.61\text{km/s}$ として考慮する。(3)式より、震源位置から観測点までの倍率は約2.7倍となる。Takemura et al.²³⁾により評価された浪江の1~5Hzの地盤増幅率は、 $V_s=2.0\sim 2.7\text{km/s}$ の地盤の増幅率に対して約3~5倍となっている。規準が異なるため直接比較はできないが、これらの値が近いことから(3)式による補正は妥当であると判断した。

サイト特性を表す M'_{HF}/M_{HF} の評価は、浪江と共通して観測されている地震の記録を用いて行う。なお、 V_{s_g} が明らかでその値が浪江より大きいEPCのいわきとKiK-netの5地点については、それ自身(3)式を介して M_{HF} を評価できるため、浪江に対するサイト特性は評価せずに M_{HF} を直接評価し、浪江を規準として評価した M_{HF} の妥当性の検討に用いることとする。また、これら以外にも V_{s_g} の大きいと考えられる観測点はあるが、これらは V_{s_g} が不明であり、(3)式による補正が行えないことから、堆積層上の観測点と同じ扱いとした。

以上の方法により評価した M'_{HF}/M_{HF} をFig.7に示す。図中、○が各観測記録から求められた M'_{HF}/M_{HF} を、水平線が対数平均として求めた各観測点の M'_{HF}/M_{HF} を示す。NS成分とEW成分は別の記録として扱った。浪江は規準点であるため、平均値が1となっている。

前述のTakemura et al.²³⁾により評価された浪江を含む各観測点の1~10Hzの地盤増幅特性に基づき、各々卓越している振動数の振幅を浪江で規準化してFig.7に▼で示す。同図より、本検討による M'_{HF}/M_{HF} の平均値の相対関係がTakemura et al.²³⁾による結果とほぼ対応していることが確認

Fig.6 Acceleration source spectra (Nov. 27, 1993 ($M_j 5.9$, NS)) and site amplification factor ratio (Takemura et al.)

Fig.7 Site amplification ratio estimated from source spectra
(— : average level in this study, ▲ : Molas and Yamazaki, ▼ : Takemura et al.²³⁾)

される。Molas and Yamazaki²⁰⁾は、全国の気象庁 87 型の観測記録を用いて、最大加速度と最大速度の距離減衰式を評価している。最大加速度の距離減衰式のサイト特性係数を Fig.7 に▲で示す。ただし、サイト特性係数には一律 $1.2 (= 1.8 \times (0.61/1.5)^{0.5})$ を乗じている。これは、池田・他⁹⁾が白糠($V_s = 1.5 \text{ km/s}$)を規準点としたサイト特性と対応するように Molas and Yamazaki²⁰⁾の係数に乘じた倍率 1.8 を、(3)式に基づいて浪江と白糠のインピーダンスの違いにより補正した値である。Fig.7 より、JMA の観測点間の相対関係は本検討とほぼ対応している。従って、これらの観測点の浪江に対するサイト特性の相対関係は妥当であると考えられる。また、後述する東北地方と北海道の地震の M_{HF} を比較する際に、浪江と白糠の各々を規準点として評価した M_{HF} を直接比較することの妥当性の検証にもなっている。

以上の比較より、 M_{HF} の評価に使用する浪江を規準としたサイト特性 M'_{HF}/M_{HF} は妥当であると判断した。

6. 震源の高振動数成分の励起特性 M_{HF} とストレスパラメータ $\Delta\sigma$ の評価

各地震の M_{HF} の評価は以下の通りとした。浪江で記録が観測されている 9 地震は、浪江の記録のみから評価した値を(3)式に基づいた補正倍率 2.7 で除して M_{HF} とした。残りの 12 地震については、各観測記録から評価される M'_{HF} を前章 5. で評価した M'_{HF}/M_{HF} で除し、その地震について記録が得られている全観測点の対数平均値を補正倍率 2.7 で除して M_{HF} とした。

浪江を規準とし、(3)式により補正して評価した M_{HF} の妥当性を検証するために、浪江より V_s が大きく(3)式による補正倍率が小さい観測点の記録から同様の方法により評価した M_{HF} と比較する。比較対象とする観測点はいわき($V_s = 0.84 \text{ km/s}$)と KiK-net の 5 点($V_s = 1.10 \sim 1.80 \text{ km/s}$)とする。共通に観測されている地震は、1982.8.23、1985.7.29 および 2001.12.2 の 3 地震である。浪江による M_{HF} は、各々 5.4×10^{18} 、 1.8×10^{19} 、 $3.4 \times 10^{19} \text{ Nm/s}^2$ とな

り、いわきと KiK-net による M_{HF} は、各々 5.0×10^{18} 、 1.4×10^{19} 、 $6.0 \times 10^{19} \text{ Nm/s}^2$ となった。両者の M_{HF} の差は有意ではないと考えられることから、本検討における M_{HF} の評価は妥当であると判断した。なお、これら 3 地震の M_{HF} の最終値は、浪江による値といわき、KiK-net による値の対数平均値とした。以上の考え方により評価した各地震の M_{HF} を Table 1 に併記する。

以上の結果に基づいて東北地方あるいは北海道も含めたやや深発地震の高振動数成分の励起特性について検討を行うが、その傾向を調べるために着目する点として、まず震源メカニズムと地震の発生地域による影響を調べる。次に、それらの結果を踏まえて、後述する地震規模や震源深さとの関連について検討する。

評価した M_{HF} と M_0 の関係を Fig.8 に示す。地震の分類に応じて記号を変えており、その凡例を図中に示す。

Brune^{26,27)}に基づいて ω^2 モデルを仮定した場合の M_{HF} と M_0 の関係は、ストレスパラメータ²⁸⁾ $\Delta\sigma$ を介して(4)式で表される⁷⁾。

$$M_{HF} = (2.34 V_s)^2 \left(\frac{7}{16} \right)^{-2/3} M_0^{1/3} \Delta\sigma^{2/3} \quad (4)$$

ただし、(4)式による $\Delta\sigma$ は M_0 と M_{HF} 、すなわち震源スペクトルの低振動数域と高振動数域の振幅の関係から求められる値である。従って、この $\Delta\sigma$ は低振動数域の振幅あるいは地震規模に対する、高振動数域の相対的な大きさを表す尺度としてのみ意味をもつ値であり、面積や最終すべり量などから静的に求められる値(ストレスドロップ)とは異なることに注意が必要である²⁹⁾。両者の区別が明確に示されないことは多く²⁹⁾、前述の文献⁷⁾、8)でも(4)式による $\Delta\sigma$ をストレスドロップと呼称しているが、本論文では上述の違いを明確にするため、ストレスパラメータ²⁸⁾と呼称する。

$V_s = 4.5 \text{ km/s}$ を(4)式に代入して求められる M_{HF} と M_0 の関係を、 $\Delta\sigma$ をパ

Fig.8 M_{HF} versus M_0 of analyzed events (Tohoku district)

Fig.9 Brune stress drop $\Delta\sigma$ versus focal depth of analyzed events (Tohoku district)

Fig.10 M_{HF} versus M_0 of analyzed events (Intra-slab earthquakes in Tohoku and Hokkaido district)

Fig.11 Brune stress drop $\Delta\sigma$ versus focal depth of analyzed events (Tohoku and Hokkaido districts)

ラメータとして実線で Fig.8 に併記する。 $\Delta\sigma$ は、80, 40, 20, 10 および 5MPa とした。(4)式から求められる $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を Fig.9 に示す。図中の記号は Fig.8 と同様である。

二重深発地震面の下面で発生する DE 型地震の $\Delta\sigma$ は、約 7~51MPa に分布しており、平均値は 26.3MPa となる。また、上面で発生する DC 型地震は $\Delta\sigma$ 約 8~69MPa に分布しており、平均値は 22.1MPa となる。DE 型と DC 型地震の $\Delta\sigma$ の差はデータのばらつきに対して有意ではないと考えられることから、東北地方のスラブ内地震である DE 型と DC 型地震の高振動数成分の励起特性は同程度であると推察される。参考までに DE 型と DC 型地震を合わせた平均値を求めると 24.4MPa となる。

Sub 型地震は 2 地震のみであるため、これから Sub 型地震の一般的な傾向を推察することはできないが、 $\Delta\sigma$ 約 4~7MPa とスラブ内地震の下限に近い値となっており、北海道の Sub 型地震がスラブ内地震より小さい傾向にある⁹⁾ことと対応している。

次に、本検討による東北地方と池田・他⁹⁾による北海道の地震を比較する。 M_{HF} を評価する際の規準点は東北地方では浪江、北海道では白糠としており両地域で規準点が異なっているが、前述のように(3)式に基づいて両地点のインピーダンスの違いを考慮することにより M_{HF} を直接比較できると判断した。

本検討による東北地方の地震の M_{HF} と M_0 の関係を、池田・他⁹⁾による北海道の地震と比較して Fig.10 に示す。図中、黒印は東北地方を、白印は北海道を示す。スラブ内地震である東北地方の DE 型、DC 型地震と北海道の DE 型、Hin 型地震に着目すると、 $M_0 > 1 \times 10^{19}$ Nm の地震は東北地方で観測されていないため比較できないが、 $M_0 < 1 \times 10^{19}$ Nm の地震については東北地方と北海道のスラブ内地震は地震規模に関らずほぼ同じ範囲に分布している。また、北海道における $M_0 < 1 \times 10^{19}$ Nm の DE 型地震の $\Delta\sigma$ の平均値は 25.0MPa であり⁹⁾、東北地方の 26.3MPa とほぼ同じ値である。

Fig.10 に示した地震の $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を Fig.11 に示す。池田・他⁹⁾は北海道のやや深発地震について、Sub 型地震はばらつきが大きく約 1~80MPa に分布しているのに対し、スラブ内地震はばらつきが小さく Sub 型地震よりも有意に大きいことを指摘している。Fig.11 より、北海道の地震に東北地方の地震を重ねてもその傾向はほぼ同じとなることが確認される。以上より、東北地方と北海道で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性は同程度であると推察される。

加藤・他⁹⁾は最大加速度による検討から、北海道のやや深発地震の加速度の励起が東北地方より強いと指摘している。しかし、加藤・他⁹⁾が対象とした地震は、東北地方では Fig.8 に示した 1978.2.20 と 1987.1.9 の地震、北海道では Fig.10 に示した 1981.1.23, 1987.1.14 および 1993.1.15 の地震である。

Fig.12 Brune stress drop $\Delta\sigma$ versus focal depth of the intra-plate earthquakes (Tohoku and Hokkaido districts)

Fig.10 においてこれらの地震のみに着目すると、北海道の地震の $\Delta\sigma$ は東北地方より大きい値となっており、上述の結果は加藤・他⁹⁾とは必ずしも矛盾していない。

スラブ内地震の高振動数成分の励起特性に、東北地方と北海道の地域性や DE 型と DC 型のメカニズムの違いによる有意な差がないと仮定して Fig.10 を見ると、地震規模によって高振動数成分の励起特性が異なる傾向が見られる。 $M_0 < 5 \times 10^{17}$ Nm を小地震、 $M_0 > 1 \times 10^{19}$ Nm を大地震、その中間を中地震として分類すると、小地震の $\Delta\sigma$ は Sub 型地震ほどではないが比較的ばらつきが大きい。一方、中地震と大地震の $\Delta\sigma$ は小地震よりばらつきが小さく、小地震の上限付近に分布している。更に大地震の $\Delta\sigma$ は中地震よりも大きい傾向が見られる。上述の加藤・他⁹⁾の対象地震は、東北地方が $M_0 < 1 \times 10^{19}$ Nm の DC 型中地震、北海道が $M_0 > 1 \times 10^{19}$ Nm の DE 型大地震である。東北地方ではスラブ内の大地震が発生していないため推測の域を出ないが、両者に見られる加速度の励起強さの差には地震規模が関連していることが考えられる。

Mardavian and Sasatani³⁰⁾は、北海道周辺で発生した深さ約 40~130km、 M_f 4~7.8 の地震を対象に、岩盤上で得られた観測記録から震源スペクトルを評価し、コーナー振動数を求めている。スラブ内地震とプレート境界地震の違いや震源深さによる分類はされていないが、ほぼ全ての対象地震の震源スペクトルは ω^2 モデルと対応し、スケーリング則に従うとしている。ただし、1993.1.15 (M_f 7.8)の地震には 2 つのコーナーが認められ、第 1 コーナーはスケーリング則に従うが、第 2 コーナーより高振動数域では ω^2 モデルより振幅レベルが大きくなると指摘している。仲田・他³¹⁾も北海道で発生した M_f 5.1~7.8 の DE 型地震を対象として同様の検討を行っており、 M_f 5 クラスの地震の震源スペクトルは ω^2 モデルと対応し、スケーリング則に従うが、上述の 1993.1.15 (M_f 7.8)と 1987.1.14 (M_f 7.0)の地震には第 2 コーナーが認められることを指摘している。これらの検討結果は、本検討における大地震の $\Delta\sigma$ が大きいことと整合する。

壇・他³²⁾は既往研究に基づき、震源における高振動数成分の励起特性を、内陸地殻内地震、プレート境界地震およびスラブ内地震の発震機構による違いと震源深さの依存性に着目して整理している。なお、壇・他³²⁾のスラブ内地震のデータセットには、Fig.10~Fig.11 に示した北海道のデータ⁹⁾も含まれている。その結果、 $\Delta\sigma$ はメカニズムによって異なり、スラブ内地震が最も大きいことおよび震源が深いほど $\Delta\sigma$ が大きいことを指摘している。

スラブ内地震の $\Delta\sigma$ と地震規模、震源深さとの関係を調べるために、Fig.11 に示したスラブ内地震の $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を、地震規模により分類して Fig.12 に示す。図中、■は大地震を、●は中地震を、△は小地震を示す。大地震は全て DE 型地震であるが、いずれも深さ約 100~130km の近い範囲に分布している。DE 型の大地震がこの深さでしか発生しないことも可能性として考えられるが、いずれにしてもこれらのデータのみから深さ依存に対して推察することは難しい。小地震の震源深さは約 50~120km に分布しており、震源が深くなるほど $\Delta\sigma$ が大きくなるという壇・他³²⁾の指摘と対応する傾向が見られる。従って、前述のスラブ内小地震に見られた $\Delta\sigma$ のばらつきは、震源深さの違いに関連している可能性がある。一方、中地震については小地震と比較してデータ数が少ないものの、震源深さ約 50~150km に分布しており、 $\Delta\sigma$ が震源深さに依存する有意な傾向は認められない。

加藤・他⁹⁾は、やや深発地震の最大加速度が震源深さに依存する傾向にあることを指摘している。加藤・他⁹⁾のデータセットに含まれるスラブ内地震

は全て大地震と中地震であり、上述の指摘と矛盾している。加藤・他⁹⁾のデータセットには関東周辺の地震も含まれているが、本検討のデータセットと重複する地震を抽出すると、北海道の大地震(1981.1.23, 1987.1.14, 1993.1.15)と東北地方の中地震(1978.2.20, 1987.1.9)となる。ここで大地震は全て100km以深の比較的深い地震であり、中地震はいずれも70km以浅の比較的浅い地震である。これらの地震のみを比較すると、本検討結果からも σ が震源深さに依存するように見える。このため、検討結果は必ずしも矛盾していない。しかし、その傾向は小地震と比較して弱く、他の深い中地震も含めると、上述のように σ が深さに依存する傾向は認められなくなる。

7. まとめ

東北地方周辺のやや深発地震について、5つの観測機関で得られた強震記録から伝播経路とサイト特性の影響について検討し、加速度震源スペクトルを評価した。そして、その $f=1\sim 10\text{Hz}$ の「平均値+1 σ 」として定義した高振動数レベル M_{HF} からストレスパラメータ σ を評価し、地震の発生メカニズム、発生地域、地震規模および震源深さの影響について検討した。検討内容を以下にまとめる。

- 1) 東北地方の伝播経路のQ値は、北海道と同様に震源距離 X に依存し、 X が大きくなるほどQ値も大きくなる傾向が見られた。
- 2) 東北地方のDE型とDC型地震の σ は同程度の範囲に分布しており、平均値も各々約26MPa, 22MPaと同程度となった。従って、同地域のスラブ内地震の高振動数成分の励起特性は、DE型とDC型地震に関らず同程度であると推察される。
- 3) 東北地方と北海道周辺における $M_0 < 1 \times 10^{19}\text{Nm}$ のスラブ内地震の σ は同程度の範囲に分布している。両地域の平均値も各々約24MPa, 25MPaであり、有意な地域性は見られなかった。従って、中小規模のスラブ内地震の高振動数成分の励起特性は、東北地方と北海道で同程度であると推察される。
- 4) 東北地方と北海道周辺で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性は地震規模によって異なり、規模が大きくなるほど励起が強くなる傾向が見られる。
- 5) $M_0 < 5 \times 10^{17}\text{Nm}$ のスラブ内地震の高振動数成分の励起特性には、震源深さに依存する傾向が見られるが、 $M_0 < 5 \times 10^{17}\text{Nm}$ のスラブ内地震には深さに依存する有意な傾向は認められない。

謝辞

本検討で用いたデータセットには、気象庁、港湾技術研究所、KiK-net、電力中央研究所および電力共通研究の地震観測記録を使用させて頂きました。電力中央研究所の芝良昭氏、鹿島の池浦友則博士にはデータセットの作成に関して御助言を頂きました。また、査読者から貴重な御意見を頂き、本論文の改善に役立ちました。ここに謝意を表します。

参考文献

- 1) 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編：日本の地震活動一被害地震から見た地域別の特徴一，地震予知総合研究振興会，1997
- 2) 武村雅之，加藤研一，八代和彦：やや深発地震および深発地震の発生地域，頻度，被害歴，日本建築学会技術報告集，第3号，269-274，1996.12
- 3) 地学団体研究会編：新版 地学事典，平凡社，1996
- 4) 宇津徳治：地震学(第3版)，共立出版，2001

- 5) 武村雅之：1993年釧路沖地震の発生メカニズムと地震動一やや深発地震による強震動の特徴一，第21回地震動シンポジウム，日本建築学会，3-14，1993.11
- 6) 加藤研一，武村雅之，八代和彦：やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性一最大加速度値に基づく検討一，日本建築学会構造系論文集，第521号，33-40，1999.7
- 7) 加藤研一，武村雅之，八代和彦：強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性，地震2，第51巻，123-138，1998
- 8) 池田孝，武村雅之，加藤研一：強震記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性，日本建築学会構造系論文集，第560号，67-73，2002.10
- 9) 海野徳仁，長谷川昭：東北地方にみられる深発地震面の二層構造について，地震2，第27巻，125-139，1975
- 10) 鈴木貞臣，本谷義信：北海道の微小地震活動一テレメータ観測による一，地震2，第34巻，251-267，1981
- 11) Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Phys. Earth Planet. Int., 63-89, 1996
- 12) 長谷川昭，海野徳仁，高木章雄，鈴木貞臣，本谷義信，亀谷悟，田中知夫，澤田義博：北海道および東北地方における微小地震の震源分布一広域の観震データの併合処理一，地震2，第36巻，129-150，1983
- 13) 海野徳仁，長谷川昭：東北日本弧の三次元 Q_s 値構造，地震2，第37巻，217-228，1984
- 14) 武村雅之，太田外気晴，池浦友則：大地震における最大加速度の距離減衰の地域性について，日本建築学会大会学術講演梗概集，構造系，567-568，1984
- 15) <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
- 16) 高野敏：北海道および東北日本の傾斜層内の速度分布について，地震2，第36巻，439-448，1983
- 17) 福山英一，石田瑞穂，D. S. Dreger，川井啓康：オンライン広域地震データを用いた完全自動メカニズム決定，地震2，第51巻，149-156，1998
- 18) Sugito, S. : Data processing and databases for strong motion records, Earthquake motion and ground conditions, Edited and published by AIJ., 1993
- 19) 若山品彦，藤沢格，遠山忠昭，神定健二：気象庁における電磁式強震計観測の現状，地震学会講演予稿集，No.1，115，1989
- 20) 佐藤幸博，一井康二，井合進，星野裕子，佐藤陽子，宮田正史，森田年一：港湾地域強震観測年報(1995&1996)，港湾技研資料，No.909，1998.9
- 21) 電力中央研究所：強地震観測資料集 第17巻(1998年観測地震)，電力中央研究所報告，U99028，1999.12
- 22) Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., Vol.72, No.4, 1217-1231, 1967.2
- 23) Takemura, M., K.Kato, T. Ikeura, E. Shima : Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology, J. Phys. Earth, 39, 537-552, 1991
- 24) 金森博雄 編：地震の物理，岩波書店，1991
- 25) Molas, G. L. and F. Yamazaki : Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.85, No.5, 1343-1358, 1995.10
- 26) Brune, J. N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, No.26, 4997-5009, 1970.9
- 27) Brune, J. N. : Correction, J. Geophys. Res., Vol.76, No.20, 5002, 1971.7
- 28) Boore, D. M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6, 1865-1894, 1983.12
- 29) Atkinson, M. and I. Beresnev : Don't call it stress drop, Seism. Res. Lett., Vol.68, No.1, 3-4, 1997
- 30) Mahdavian, A. and T. Sasatani : S-wave spectra from strong motion seismograms : Source parameters and site response, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, Vol.10, No.1, 1-19, 1996.2
- 31) 仲田満也，坂本大輔，池田孝，武村雅之，加藤研一：日高～釧路周辺で発生したやや深発地震の震源スペクトル特性，第11回日本地震工学シンポジウム，30，CD-ROM
- 32) 堀一男，渡辺基史，宮腰淳一：既存のスペクトルインバージョン結果と震源インバージョン結果から推定されるアスペリティの実効応力と断層タイプおよび深さの経験的關係，日本建築学会構造系論文集，第565号，55-62，2003.3

(2002年12月9日原稿受理，2003年7月22日採用決定)